



Asymétrie topographique et morphogénétique dans le sud du Massif Central (France)

Christian Giusti

► To cite this version:

Christian Giusti. Asymétrie topographique et morphogénétique dans le sud du Massif Central (France). BAGF-Géographies, 2008, 4, pp.254-270. hal-00567262

HAL Id: hal-00567262

<https://hal.science/hal-00567262>

Submitted on 19 Feb 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Asymétrie topographique et morphogénétique dans le sud du Massif Central (France)

(TOPOGRAPHIC AND MORPHOGENETIC ASYMMETRY OF THE SOUTHERN MASSIF CENTRAL, FRANCE)

Christian GIUSTI*

RÉSUMÉ. – Depuis le rifting oligo-aquitain, les forçages tectoniques pilotent la morphogénèse dans le sud du Massif Central français, plus que les forçages climatiques ou eustatiques. La mise en altitude est un phénomène tardif, acquis par étapes, avec une amplification du soulèvement et une accentuation de l'incision depuis le Miocène supérieur inclus. Cependant, nombre d'inconnues subsistent au sujet des moteurs profonds d'une telle évolution.

Mots-clés : *Formes transitoires, surfaces d'aplanissement, soulèvement, Cénozoïque, Massif Central français.*

ABSTRACT. – Since the rifting event that occurred during Oligocene to Aquitanian times, landscape development in the southern Massif Central (France) has been driven by lithospheric processes, rather than forced by climatic or eustatic controls. Topography rose in several stages, with a record of accelerated uplift and incision from the Late Miocene onward. However, many unanswered questions still remain, particularly in relation to the endogenous causes of plateau uplift.

Key words: *Transient forms, Planation surfaces, Uplift, Cenozoic, Massif Central.*

Dans une comparaison de la Serra do Mar et de l'Espinouse, E. de Martonne (1933) a suggéré qu'il y a du « bourrelet marginal » dans la haute escarpe dominant le sillon drainé en sens inverse par le Thoré, le Jaur et l'Orb. Sous cet angle, les caractères structuraux et la genèse de ce bourrelet en feraient un intermédiaire complexe entre le *type neuf* ou arabe, et le *type permanent* ou sud-africain (Biro, 1958). Car si le relatif parallélisme du tracé de l'escarpe et des isobathes du Moho (Weber, 1980) suggère le caractère récent de la bordure cévenole à l'échelle des temps géologiques (fig. 1), l'histoire post-varisque des contrées méridionales du Massif Central français comporte en effet deux séquences fort dissemblables. La première est celle d'une marge passive, avec le dépôt de séries triasiques et jurassiques sur un socle nivelé, induré par la tectonique et la pétrogenèse. La seconde, qui débute pendant le Crétacé, est celle d'une marge devenue active par inversion, où alternent dans le temps et dans l'espace compressions, distensions, décrochements ; où les mécanismes de l'ouverture océanique (Atlantique central, océan liguro-piémontais, Atlantique nord et golfe de Gascogne), puis ceux du poinçonnement de l'Europe « stable » par le promontoire apulo-africain s'accompagnent de rotations : la plaque ibérique d'abord, le bloc corso-sarde ensuite (Sérane, 1999. Barruol *et al.*, 2004). Le bord cévenol est donc le segment centralien d'une mégaforme unique qui, de la Montagne Noire jusqu'aux plateformes d'Ukraine et de Mésie, intègre les unités hercyniennes tectoniquement réactivées dans le contexte global à déformation modérée (Nikishin *et al.*, 1997) de la collision Europe-Afrique : le bord péri-alpin. Or, aux échelles spatio-temporelles des ensembles continentaux et du temps profond, les formes transitoires sont si fréquentes que la notion d'héritage (Biro, 1955) apparaît plus pertinente que celle de *transient form* (Brunsden, 2001).

Le sud du Massif Central appartient en effet aux domaines où les *transient forms* sont omniprésentes, du fait d'un ensemble de conditions telles que le temps de propagation des perturbations à travers le paysage et le temps de réadaptation du système sont généralement plus longs que le temps de retour des perturbations (Calvet et Gunnell, ce volume). Sans qu'il soit nécessaire de revenir ici sur les études déjà consacrées au sud du Massif Central (Giusti, 2002, vol. 1), l'exposé tentera de montrer en quoi ce domaine est un cas remarquable de résilience des formes du relief à l'échelle d'une mégaforme, pour une durée de quelques dizaines de millions d'années.

* Laboratoire de Géographie physique « Pierre-Biro », UMR 8591 CNRS Meudon.

E-mail: Christian.Giusti@paris-sorbonne.fr

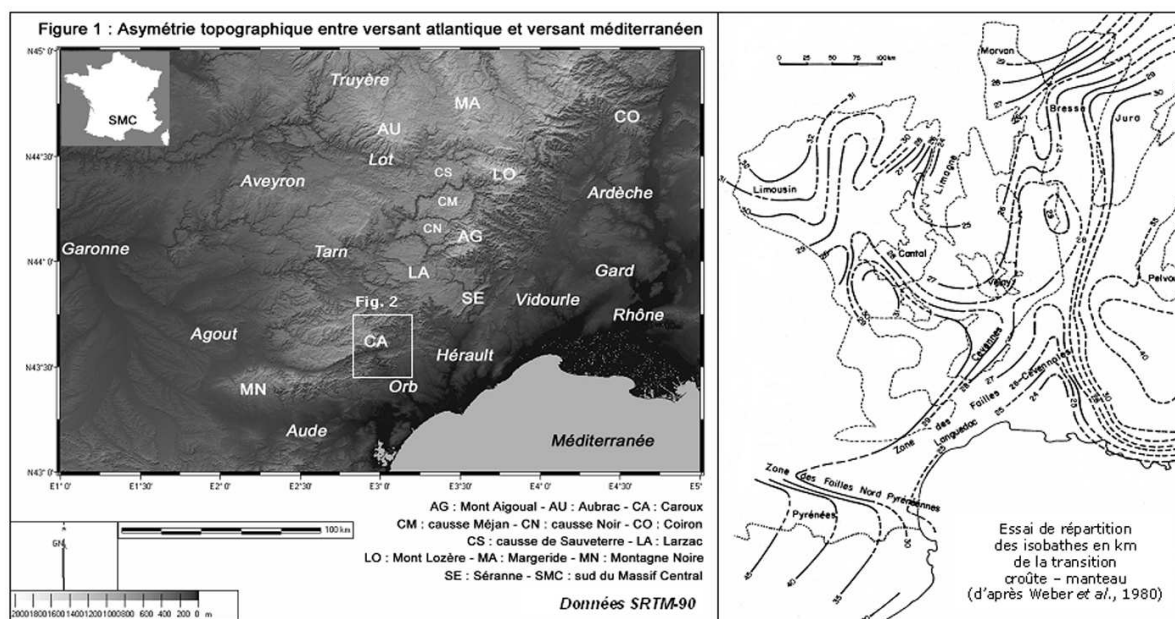


Figure 1 – Asymétrie topographique et isobathes de la transition croûte-manteau.

1. Les inconnues de la morphogenèse acyclique post-varisque

Dans les Monts de Lacaune (Montalet) et dans les Monts du Haut-Dourdou (Merdelou), la surface fondamentale (SF) est surmontée d'une centaine de mètres par des vestiges peu étendus mais bien conservés d'une haute surface (HS), plus ancienne. On rappellera que si le dispositif étagé HS / SF s'observe tant au sud qu'au nord de la faille des Monts de Lacaune, la dissection est plus avancée dans les terrains métasédimentaires des Monts de Marcou et du Haut-Dourdou que dans les terrains granito-gneissiques de la « Zone axiale ». D'où le fait que, dans toute l'étendue du Plateau de l'Agout, en Somail, en Caroux, dans l'Espinouse, dominent les horizons plans, alors que, plus au nord, SF apparaît réduite (sauf exception) à l'état de replats qui jalonnent l'ancienne extension de la forme. Les volumes résiduels associés à SF sont de deux sortes : tantôt de véritables massifs tels les Monts de Lacaune ou les Monts de Marcou, et, dans une moindre mesure, le chaînon du Merdelou, d'une énergie égale ou supérieure à la centaine de mètres, où subsistent les témoins de HS ; tantôt des volumes isolés, dômes schisteux (Monts Gos et Barre, Mont Jautar) ou cristallins (Bois de Lause, Mont Roucous), parfois d'allure plus pyramidale (Pic de Concord), d'une énergie égale ou inférieure à la centaine de mètres. Pour l'essentiel, il s'agit de formes « nues » dont la géométrie présente d'étroites symétries avec les surfaces éotertiaire (S1) et mésotertiaire (S2) du géomorphotype limousin (Klein, 1990). Notons que SF s'observe aussi, quoique très disséqué, au sud de cette autre grande faille-limite qu'est l'accident Pic de Nore-Pic de Tantajo : s'abaissant doucement vers le sud depuis Nore et la Forêt de Montaud, formant à partir du chaînon de Marcory comme un toit à double pente dans les Monts de Pardailhan, réduit à un unique plan incliné basculé vers le nord au revers des Avant-Monts de Faugères (fig. 2).

De la Montagne Noire à la vallée de l'Orb, le sud du Massif Central semble donc bien se singulariser : d'une part, par la faible expression morphologique des formes fossiles, détruites aussitôt qu'exhumées, à la notable exception de la surface « infra-tertiaire » sur la retombée méridionale du massif de Nore ; d'autre part, par l'existence de deux surfaces étagées HS / SF, sans que la surface post-hercynienne, omniprésente du Lévezou aux Palanges et de l'Aigoual au Mont Lozère, ne vienne ici compliquer les termes du débat. L'inclinaison de la forme l'interdit : dans la vallée de la Mare au nord de Villemagne, les talus de la D 922 (coupe du Pont du Diable) montrent les micaschistes du substratum surmontés en discordance angulaire par le Trias inférieur polychrome, basculé vers l'est d'une vingtaine de degrés. Pendant la période de 130 à 140 Ma qui couvre la majeure partie des temps mésozoïques, le domaine aurait selon toute vraisemblance évolué en régime acyclique, mais trop d'inconnues subsistent pour en dissenter plus avant (Giusti, 2002). Les incertitudes sont un peu moins grandes en ce qui concerne la période de 60 Ma qui, de la limite Turonien – Coniacien (Crétacé supérieur) à la limite Rupélien – Chattien (Oligocène), voit s'ébaucher la première esquisse d'un système amonts – piedmonts.

Le problème est en effet celui de l'individualisation des étagements HS / SF par rapport à l'actuelle extension de la surface fondamentale. Il comporte deux aspects : quels matériaux détritiques corrélatifs issus du Massif Central peuvent être rattachés à « la » phase pyrénéenne et à ses effets induits sur l'avant-pays ? Existe-t-il « une phase pyrénéenne », ou un continuum de déformations du Maastrichtien au Rupélien, marqué par des paroxysmes ?

- Une première hypothèse (Klein, 1990) est celle d'une nette rupture cyclique dans l'évolution des blocs de socle les plus soulevés (Montalet, Merdelou), le piedmont restant sous le contrôle d'une regradation continue en régime acyclique (Causses ; Ségala méridional). Dans ce cas, il peut être difficile d'interpréter des sédiments corrélatifs qui intègrent dans leur sédimentologie deux types d'évolution : des argiles à graviers pour l'essentiel issues de la regradation des plateaux, plus un stock de galets variés suggérant une réelle ablation en roche saine aux dépens d'amonts plus soulevés. Quelle qu'ait pu être l'énergie des escarpements dont l'érosion a nourri les grès et les conglomérats de type Courbezou – Estrabauts, ou des reliefs dont les brèches lutétiennes d'Escoussens sont le signe (Freytet, 1970. Mouline, 1989), il semble que la fin de l'Éocène et le début de l'Oligocène aient été l'époque du parachèvement de SF. Tous les dépôts du sud-est aquitain en sont l'écho puisque s'accumulent de façon récurrente les nappes successives d'argiles à graviers, kaoliniques, traduisant un déblaiement rythmé d'altérites entrecoupé de périodes où les transferts en solution l'emportent. Les formations carbonatées palustres et lacustres se succèdent en effet à intervalles répétés depuis les « Calcaires de Castres et de Labruguière » (Bartonien, niveau MP 14 ; Sudre *et al.*, 1992) jusque dans l'Oligocène inférieur avec les « Calcaires à *Brotia albigensis* » d'âge Priabonien-Rupélien inférieur. Qui plus est, le bloc de la Montagne Noire n'a jamais constitué un obstacle durable, car la molasse pyrénéenne distale pénètre loin au nord dans le Castrais et l'Albigeois à l'Éocène supérieur et à l'Oligocène inférieur (Mouline, 1989. Feuilles Mazamet, Réalmont, Carmaux).

- Une deuxième hypothèse est que l'écart altimétrique de 100 à 150 m maximum séparant HS de SF ait été acquis pendant toute la durée du Paléogène, en régime d'instabilité tectonique chronique. Dans les modèles de la biorhexistasie, du double front d'altération, ou du façonnement géochimique (*etchplanation*), un tel écart peut s'obtenir sans rupture cyclique par décapage d'altérites : soit en régime monogénique, l'ablation superficielle fonctionnant à peu près au même rythme que l'approfondissement du front d'altération, facilité par la tendance au soulèvement des zones apicales ; soit en régime polygénique, si l'on met l'accent sur la succession probable de phases de biostasie et de crises climatiques sévères de type semi-aride, les milieux plutôt chauds, humides et forestiers qui se sont maintenus jusqu'à la fin de l'Éocène laissant place à l'Oligocène inférieur à des milieux ouverts et semi-arides (Legendre, 1989). Toutefois, dans un système régi par la dynamique des altérations, il serait cohérent de constater la mise en relief préférentielle de certains types de roches. Or, sur le terrain s'observe plutôt une convergence de forme et de volume entre des dômes sculptés dans des gneiss (Pic de Concord) ou dans des schistes (Mont Gos). Et l'examen, tant des cartes géologiques récentes que des notices associées, ne permet pas davantage de conclure en faveur de formes relevant clairement d'une logique pétrographique.

Les données sédimentologiques, tectoniques et bioclimatiques plaident moins en faveur d'une rupture de style cyclique que pour une sorte de rhexistasie exacerbée et continue, qui aurait permis l'apparition d'inselbergs de position. Mais le régime acyclique basse fréquence (*i.e.*, à faibles variations de l'indice d'ablation potentiel, ou IAP ; voir Klein, 1990), qui a dominé jusqu'au Crétacé supérieur, aurait été remplacé autour des Monts de Lacane peu avant le Cénozoïque par un régime acyclique à plus fortes variations de l'IAP, équivalent d'un état stationnaire (*steady state*) haute fréquence (Huggett, 2003).

Dans les Grands Causses, enfin, et malgré les particularités propres à la dynamique du karst, les séries carbonatées ont aussi été engagées dans les deux temps majeurs de l'histoire régionale des formes du relief. Une surface d'aplanissement tapissée, ici de placages bauxitiques et de lambeaux crétacés, là de résidus sidérolithiques (Bruxelles, 2003), nivelle des failles à fort rejet structural. Cette surface dessine un plan tangent au sommet de la plupart des interfluvies caussenards, quelques rares reliefs comme le Puech d'Alluech sur le Causse Méjan formant de toute évidence des volumes résiduels se détachant en contre-haut du niveau général de la forme. Les données de terrain, anciennes (Boisse, Fournier, Fabre, Baulig, de Martonne, Gèze, Salvayre) ou récentes (Alabouvette, Bodeur, Debrand-Passard, Ambert, Camus, Bruxelles : voir Giusti, 2002), suggèrent de voir dans la « surface d'érosion caussenarde » un aplanissement acyclique. La forme aurait fonctionné tantôt comme surface d'aggradation, par exemple au Crétacé supérieur, tantôt comme une surface de regradation quand, dans les Monts de Lacane et du Haut-Dourdou, SF s'individualisait aux dépens de ce qui allait devenir HS.

2. Le rifting oligo-aquitain : l'initiation de l'asymétrie topographique

Du Plateau de Villespassans (Saint-Chinian) au Plo de Laurier (Avant-Causse au nord de Bédarieux) et du Plateau de Montfranc (Ségala au nord de Lacane) au Plateau de Montredon-Labessonnié (à l'est de Castres) jusqu'en Albigeois, la surface de piedmont SP ceinture presque sans solution de continuité l'ensemble des hautes terres. En contrebas de cette surface-repère sont apparues d'autres formes, plus

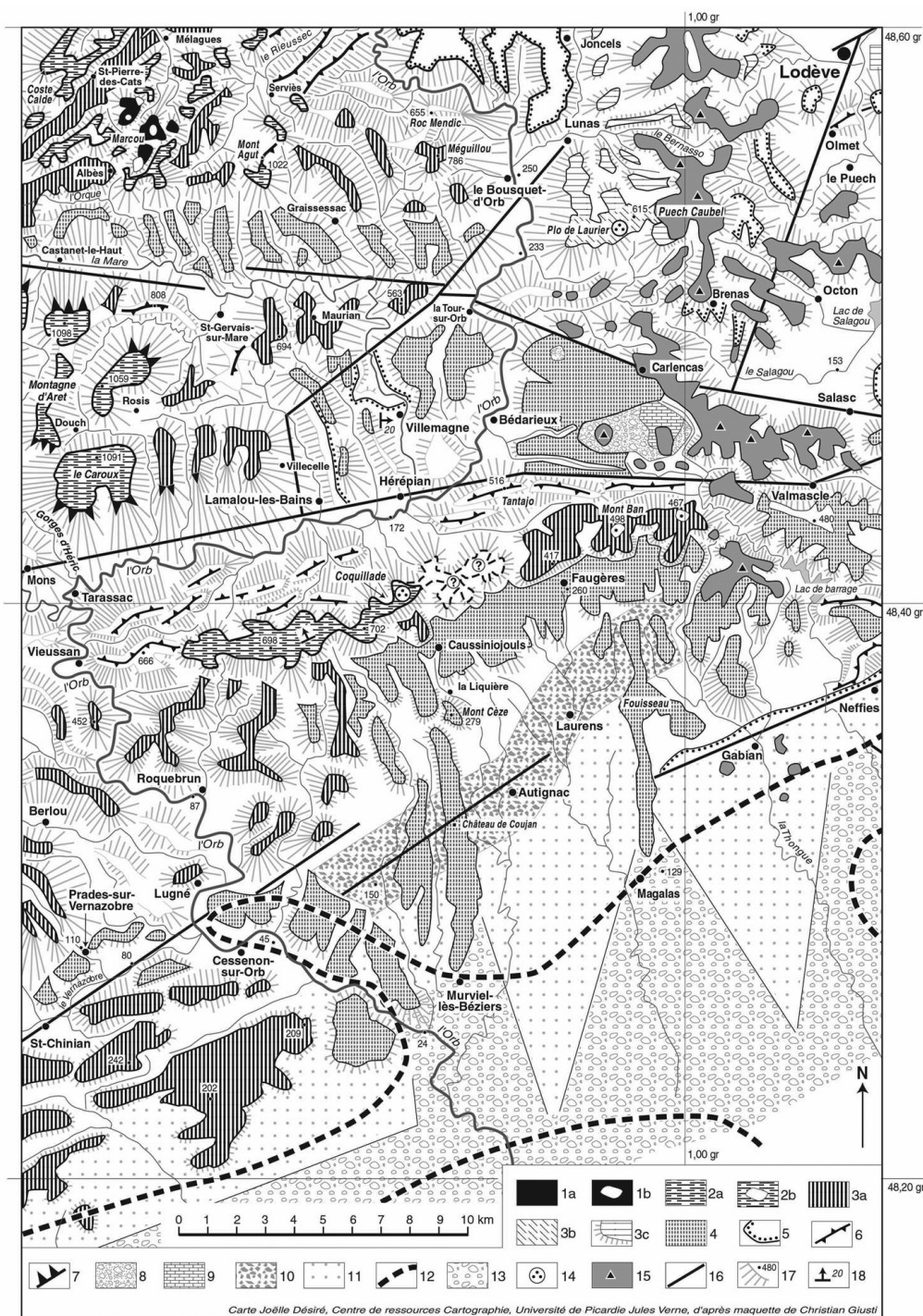


Figure 2 – Esquisse géomorphologique du plateau du Caroux et des secteurs adjacents (Giusti, 2002). (1a), haute surface [HS] et (1b) relief résiduel culminant associé. (2a), surface fondamentale [SF] et (2b) reliefs résiduels associés. (3a), topographies emboîtées [TE] des amonts et surface de piedmont [SP], d'âge présumé « miocène », conservée (3b) ou dégradée (3c) sur les formations carbonatées de l'Avant-Causse. (4), topographies présumées « fini-néogènes » [TFN]. (5), limite basale de la couverture sédimentaire post-paléozoïque. (6), formes de style appalachien. (7), escarpement majeur composite, de faille et d'érosion, lié à la faille des Monts de Lacaune (*i.e.* faille de détachement de l'Espinouse) au nord, ou à l'accident Pic de Nore – Pic de Tantajo au sud. (8), grès et conglomérats du Courbezou, d'âge crétacé ou paléogène. (9), calcaires lutétiens des Martels. (10), formation oligocène d'Autignac. (11), molasse miocène du Bas-Languedoc. (12), limite schématique de la ria messinienne de l'Orb. (13), sables et graviers plio-pléistocènes (« cailloutis villafranchiens » *Auct.*). (14), terra rossa à pisolithes ferrugineux. (15), formations effusives de l'Escandorgue et principaux points d'émission. (16), failles principales. (17), topographie, altitudes en mètres. (18), inclinaison : de la plaine d'érosion post-varisque entre Bédarieux et Lamalou-les-Bains ; de SF au revers des Monts de Faugères (au sud de Lamalou-les-Bains).

récentes, mais antérieures à l'encaissement des vallées actuelles : les vallées pré-basaltiques du sud de l'Escandorgue, le plan infra-basaltique de Carleucas, ou le piedmont de Fousseau-Autignac-Coujan-Montplo. Les deux transects réalisés à partir des Monts de Lacaune et du Haut-Dourdou en direction du Bassin d'Aquitaine et du Bas-Languedoc ont permis de montrer que SP se prolonge à l'amont par des topographies emboîtées TE dans SF. Or, les coupes de Bourg-Saint-Bernard à l'est de Toulouse et de Laurens au nord de Béziers incitent à rapporter au Miocène la génération des formes TE-SP (fig. 2).

- À Bourg-Saint-Bernard, le remplissage d'une entaille métrique creusée dans des marnes aujourd'hui datées du Chattien a livré une molaire de Mastodonte attribuée Burdigalien : il existe donc un Miocène « sporadique et discordant » en ravinement sur l'Oligocène du Lauragais (Duranthon, 1991).

- Dans les marbrrières de Laurens, le plan d'érosion prolongeant géométriquement le niveau SP dégradé du Mont Ban – Moulin de Faugères s'observe en carrière vers 190 m, tronquant les bancs inclinés de marbres noirs dévoniens karstifiés : ça et là, des dragées de quartz emballées dans la *terra rossa* signalent l'ancienne extension de la molasse miocène, pour l'essentiel rapportée au Langhien (feuille St-Chinian).

Ces observations sont en accord avec les enseignements tirés de l'étude des Garrigues (Coulet, 1975) à l'est de l'Hérault, et de celle des Corbières (Calvet, 1996. Aguilar *et al.*, 2007) au sud de l'Aude.

Le rifting oligo-aquitainien, actif pendant au moins une quinzaine de millions d'années, est diachrone (Séranne, 1999. Guennoc *et al.*, 2000). À l'est, en Provence et en Languedoc, il s'esquisserait dès le Priabonien (Ludien) et couvrirait donc tout l'Oligocène, ainsi que l'Aquitainien. Par contre, dans les Pyrénées orientales et la chaîne catalane (Calvet, 1996), les premiers fossés distensifs n'apparaissent que dans l'Oligocène moyen (Narbonne-Sigean, Vallès-Penedès), actifs pendant tout l'Aquitainien, voire jusque dans le Burdigalien sous la forme de mouvements distensifs posthumes : ainsi, dans le bassin du Conflent. Des failles normales contemporaines de la molasse marine ont même été signalées au Miocène moyen dans les Corbières maritimes (Calvet, 1996) et aussi en Languedoc (Coulet, 1975). Durant cette longue période, il est difficile de savoir ce qui s'est passé dans le sud du Massif Central, quels épisodes du rifting y ont été enregistrés, et si des volumes de relief importants ont été créés.

- Les paysages du Ségala méridional suggèrent un régime de calme tectonique relatif, et, pour corollaire, la substitution acyclique de SP à SF, poursuivie jusque dans le Néogène (sans possibilité de préciser davantage). Que le Castrais et l'Albigeois, assez éloignés des lèvres du rift et placés sur la retombée externe à déformation lente du compartiment basculé, n'aient presque pas été affecté par l'événement reste dans l'ordre des choses.

- La position de P. Ambert est plus difficile à comprendre, car supposer que la « surface des Causses » n'a cessé de s'entretenir jusqu'au Burdigalien inclus (Ambert, 1994) implique l'incapacité du rifting à initier un étagement cyclique, ou bien que l'érosion ait eu le temps d'aplanir intégralement d'éphémères reliefs de type bloc basculé, qu'il faut alors imaginer de petite taille et de faible altitude.

- Les traces de fission (Barbarand *et al.*, 2001. Camus, 2001. Séranne *et al.*, 2002) ne livrent pas vraiment de réponse déterminante. Si les échantillons prélevés sur les sommets des Cévennes suggèrent une intense dénudation très ancienne vers 100-110 Ma, le refroidissement mesuré sur les échantillons qui proviennent des vallées s'étale chronologiquement du Crétacé supérieur au Néogène. La méthode est donc ici trop grossière pour résoudre une question de géomorphologie telle que la contraignent les données du terrain.

- Les fossés distensifs de type Alès, Matelles, Montoulieu, quelle que soit leur taille, ne renferment pratiquement pas d'apports cévenols issus du socle mais seulement des cônes alluviaux alimentés en clastes par la couverture mésozoïque. Une étude des « brèches » du fossé d'Alès (Sanchis et Séranne, 2000) portant sur 52 sites a permis de mettre en évidence l'écrasante domination des calcaires de l'Hauterivien et de l'Urgonien dans la fraction grossière, 2 sites seulement montrant quelques éléments d'âge jurassique supérieur. Pour ce qui est du remplissage du fossé des Matelles (Benedicto *et al.*, 1999), les apports sont aussi exclusivement d'origine locale. Il en va de même pour la « séquence oligocène » du bassin de l'Hérault (Maerten et Séranne, 1995), où les matériaux exotiques n'apparaissent pas avant la « séquence burdigalienne ». Ces données coïncident bien avec l'idée d'une dénudation du socle et de l'exhumation conjointe de la surface post-hercynienne très tardives dans les Cévennes (sinon, la paléoforme aurait-elle été si bien conservée ?) et avec celle d'un rifting qui, au total, n'aurait produit que des reliefs d'une énergie médiocre sur les terres formant l'actuelle dorsale cévenole.

En revanche, les cailloutis torrentiels grossiers de la « formation d'Autignac » (Ambert, 1994) sont les témoins d'une érosion active sur des blocs basculés à ossature paléozoïque, donnant la preuve que le rifting a bien créé des reliefs dans le secteur négrimontain du socle sud-centralien (même si l'on peut s'interroger sur la valeur – encore modeste – de leur énergie, et ce, à la différence du secteur cévenol). Le problème est l'âge de cette formation conglomératique, inconnu, mais compris entre le Priabonien et le Burdigalien. Or, le terrain montre que le revers des Avant-Monts de Faugères porte des lambeaux basculés vers le nord d'un plan assimilable à SF, la topographie SP emboîtée d'au moins 200 mètres

en contre-bas apparaissant au contraire inclinée de quelques degrés en direction du sud (fig. 2). Et l'on sait que des emboîtements similaires s'observent plus à l'ouest, au nord de Villespassans (Saint-Chinian) avec le plan partiel de Coulouma, ou au nord de Carcassonne avec l'alvéole de la « plaine » de Pradelles (Giusti, 2002). Quant à la série des formes dont le poljé de Rogues et Saint-Maurice – la Vacquerie donne le type, elle confirme, d'une part que les TE sont aussi représentées dans les Causses, et, d'autre part, qu'a bel et bien fonctionné un réseau hydrographique ancien, discordant par rapport aux lignes actuelles du réseau hydrographique fonctionnel. On observera enfin que l'emboîtement de ces topographies tend à être de plus en plus marqué en direction du bord cévenol, où le Pic d'Anjeau, les Rochers de la Tude et le Roc Blanc dominant de 250 à 300 mètres le plancher des poljés.

Alors que SF s'était élaborée au nord du front pyrénéen en fonction d'un niveau de base océanique, les volumes de relief du domaine sud-centralien commencent à partir du rifting oligo-aquitain à évoluer en fonction d'un niveau de base dédoublé, atlantique et méditerranéen. L'hypothèse d'un soulèvement régional de quelques hectomètres du sud du Massif Central (Causses compris), compliqué de jeux de blocs basculés de taille réduite sur la bordure languedocienne, suffit à expliquer les emboîtements de formes observés : dans les Avant-Monts (alvéoles), sur l'Avant-Causse (aplanissements partiels), sur les Causses (couloirs d'érosion évoluant en longs poljés, type Rogues), dans les Monts de Lacaune (formes de dégradation lente du Haut-Vernoubre), dans les Monts de Marcou, du Haut-Dourdou, sur le Plateau d'Anglès (sillons appalachiens) et en Montagne Noire (« plaine » de Pradelles-Cabardès). Aux marges du massif ancien, toutes ces TE passent à de véritables plans de piedmont formant SP : Plateau de Montfranc – Montredon-Labessonié vers l'Aquitaine, Plateau de Villespassans et Avant-Causse de Lunas se reliant, le premier aux plans généralisés bien datés des Corbières orientales au sud de l'Aude, le second aux Garrigues à l'est de l'Hérault. Aussi la génération des formes par précaution souvent qualifiées de « néogènes » (Giusti, 2002), TE et SP, aurait-elle un âge « miocène », difficile à préciser plus, mais qui ne semble pas pouvoir dépasser vers le haut la base du Tortonien.

3. Les phases de surrection du Néogène : l'asymétrie d'évolution morphogénétique

La « crise de salinité messinienne » est un épisode bref, survenu entre 5,3 et 5,7 Ma (Gautier *et al.*, 1994. Fauquette *et al.*, 2006), voire de seulement 100 000 ans (Krijgsman *et al.*, 1999). Le creusement induit se marque dans la ria pré-pliocène de l'Orb et de la Cesse pour notre domaine d'étude. Si l'on peut admettre que, en amont, les gorges actuelles de l'Orb et du Jaur constituent dans leurs grandes lignes le prolongement de la ria pré-pliocène, aucun moyen ne permet d'apprécier entre Bédarieux et Cessenon la part relative du creusement messinien de celle du creusement plio-quatenaire. Les vallées en V et les canyons présents hors de l'aire de l'eustatisme messinien (Tarn, Jonte, Trévezel, Dourbie), invitent à relativiser le modèle hypermessinien (Clauzon, 1999) et à minorer le rôle morphogénétique du phénomène dans la sculpture des vallées. Inscrites dans le même bourrelet montagneux, les gorges des réseaux du Tarn ou du Lot sur le versant atlantique ; de l'Orb, de l'Hérault (y compris la reculée de la Lergue) ou des rivières cévenoles (Gard, Ardèche) sur le versant méditerranéen, relèvent d'une logique commune, qui, vu l'ampleur du creusement, ne peut être que d'ordre tectonique.

Les phases de surrection de l'escarpe cévenole et du sud du Massif Central ne peuvent être déterminées sur la base du seul témoignage des « molasses à dragées », anecdotique tant par le volume détritique mobilisé qu'en ce qui concerne la signification morphodynamique de la formation, un remaniement de dépôts résiduels superficiels. Le témoignage des coulées de laves ou des retombées volcaniques et des formes fluviales que ces formations fossilisent est en revanche d'une toute autre portée : il illustre une morphogénèse saccadée, tant dans les Coirons (vallée sous-basaltique de l'Ardèche) qu'en Velay et en Vivarais avec la Haute-Loire (Defive *et al.*, 2007), ou en Aubrac avec le problème du changement de tracé de la Truyère (De Goër *et al.*, 2007) autour de 4,5 à 4 Ma, pendant la première des trois étapes de l'édification du relief que les flux de barylites invitent à distinguer (Etienne *et al.*, 1997).

Les formes évasées que, faute de mieux, l'on qualifiera de topographies « fini-néogènes » (TFN) – sur le Tarn à Millau (Plateau de France), sur le Dourdou en amont de Brusque, sur le versant languedocien avec les pédiments évoqués par P. Ambert (1994), le plan de Carlencas (fig. 3a), les couloirs d'érosion sous-basaltiques de la Peyne et de la Boyne – permettent de séparer deux phases tectoniques : l'une d'âge Miocène supérieur à Pliocène inférieur, antérieure aux basaltes de l'Escandorgue et du Lodévois où 90% des âges sont compris entre 1,9 et 1,4 Ma (Gastaud *et al.*, 1983) ; l'autre postérieure à la mise

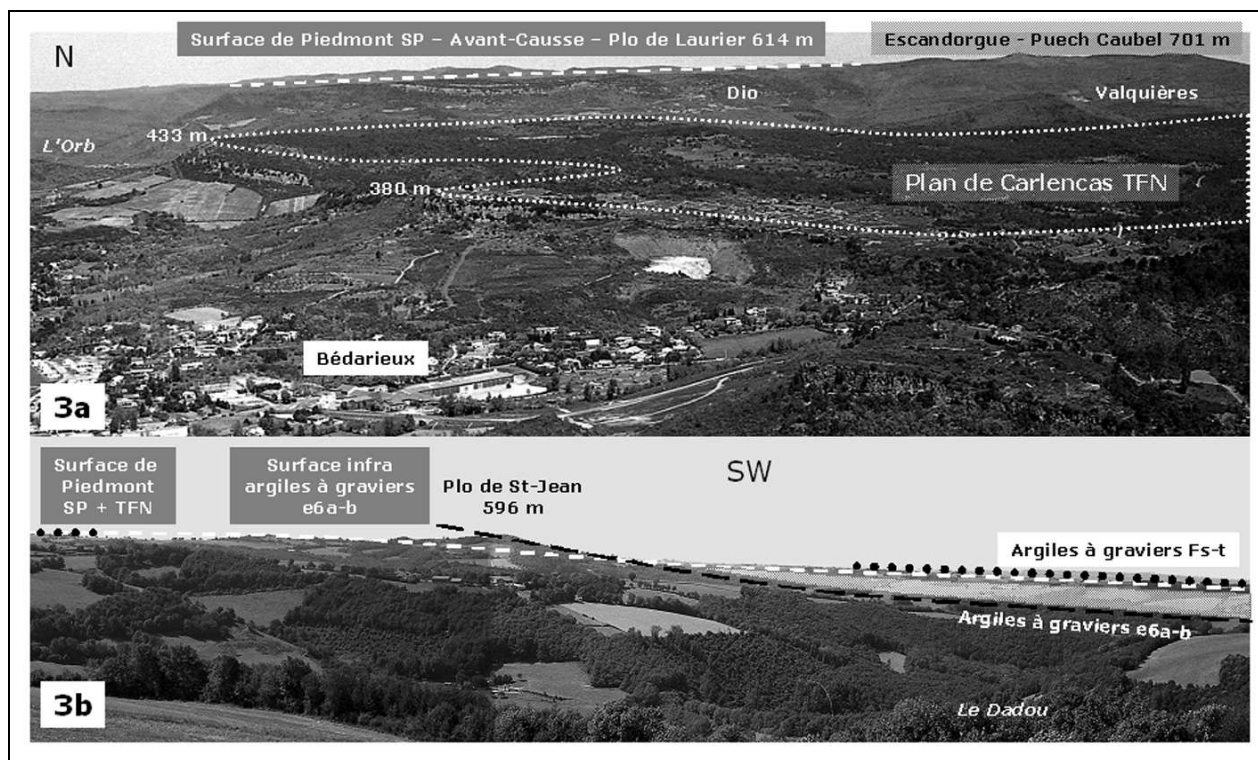


Figure 3 – L'asymétrie d'évolution morphogénétique. La topographie « fini-néogène » TFN, emboîtée de 200 m en contrebas de SP sur le piedmont languedocien (3a, depuis le Pic de Tantaño), regrade SP sur le piedmont aquitain à l'est de Réalmont (3b, depuis la D 79 en rive nord du Dadou, près de Paulinet). Clichés C. Giusti.

en place des basaltes, d'âge Pliocène supérieur à Quaternaire. Encore importe-t-il de nuancer l'impact respectif de chaque phase dans le temps et dans l'espace.

- La dissection majeure apparaît très récente en Ségala méridional (fig. 3b), postérieure à la mise en place du cailloutis de Malphettes (Enjalbert, 1952), d'âge Quaternaire ancien à Pliocène terminal (Astre, 1965). Il pourrait en être de même en Montagne Noire, mais les questions posées par la « brèche mortadelle rissienne » (Biot *et al.*, 1968), réaffectée au Bartonien (feuille Revel), n'ont pas encore reçu de réponse satisfaisante.
- La dissection majeure est aussi très récente sur la bordure languedocienne, dans les Avant-Monts et sur le piedmont composite contigu, où l'emboîtement de TFN dans SP présente toutefois de notables différences d'énergie : 200 m à l'est de Bédarieux (fig. 3a), une centaine de mètres au plus entre la topographie « miocène » du Moulin de Faugères et le plan TFN du Mas Tréaucat et de Coujan-Autignac-Fouisseau (fig. 2), quand TFN ne se confond pas purement et simplement avec SP (comme à Villesspassans-Montplo).
- Par contre, en allant vers les parties centrales du domaine sud-centralien, dans tous les secteurs d'altitude supérieure à 800 m, la part de la tectonique verticale quaternaire paraît plus discrète, avec des effets plus modestes que ceux imputables aux phases antérieures : ainsi, sous le niveau général de la surface des Causses (890 m au Puech d'Andan), la dénivelée séparant le plan d'érosion « miocène » du Causse Rouge (vers 720 m) du toit des tufs « quaternaire ancien » du Plateau de France (480 m) (Ambert, 1994) est en effet supérieur à la dénivelée comprise entre ce niveau « fini-néogène » et le talweg du Tarn (350 m).

Conclusions

Au contraire de SF qui, partout où elle subsiste, peut être géométriquement assimilé à un plan dont on négligera par convention la pente initiale, l'usage de la topographie « miocène » (*a fortiori* celle de la topographie « fini-néogène ») comme marqueur de la déformation impose davantage de précautions : en premier lieu, d'utiliser les altitudes du plancher des topographies emboîtées TE dans SF ; en second lieu, de prendre en compte une pente minimale (de l'ordre de 0,4 à 0,6 % ?) tant dans les secteurs du type « plaine » de Pradelles (formes évasées) que dans les secteurs où ces topographies passent à de véritables plans de piedmont SP du type Montfranc ou Montredon-Labessonié. Dans ces conditions, l'altitude des formes « miocènes » donnera la valeur globale de la surrection depuis l'époque de leur façonnement et de leur parachèvement, vers le début du Tortonien.

Pour certains, l'individualisation du dispositif montagne – piedmont serait un événement récent, tard venu dans le calendrier : Quaternaire ou Pliocène (Demangeon, 1959. Mouline, 1989. Le Griel, 1990). Pour d'autres, l'événement serait plus ancien, Miocène (Ambert, 1994) ou Oligocène (Coulet, 1975). Une troisième approche insiste sur la nature polyphasée du phénomène, la mise en altitude résultant de phases précoces (Crétacé, Oligocène, Miocène : Séranne *et al.*, 2002) ou tardives (Miocène supérieur et Pliocène supérieur : Larue, 2004). De notre point de vue, la première séquence morphogénique est celle du façonnement de SF qui, sauf localement, ressort d'une évolution acyclique basse fréquence continuée jusque dans la première moitié de l'ère tertiaire. La seconde séquence, mieux documentée, apparaît aussi plus mouvementée. Elle débute par le rifting oligo-aquitain, qui inaugure l'apparition de blocs de relief en fonction d'un niveau de base dédoublé, atlantique et méditerranéen. Mais, comme le montrent les formes TE ou SP, la surrection majeure est un phénomène fini-néogène et quaternaire.

Quels sont les processus géodynamiques susceptibles d'expliquer cette évolution ? Les travaux récents confirment la succession de trois épisodes magmatiques dans le volcanisme du Massif Central (Michon et Merle, 2001) : un épisode E1 ne concernant presque que le nord de la province, couvre l'intervalle Paléocène – fin de l'Éocène ; un épisode E2 qui, débutant à l'Oligocène supérieur et se poursuivant au Miocène inférieur, dure une quinzaine de millions d'années sans affecter les contrées méridionales du Massif Central ; c) un épisode E3 qui, par contre, démarre au sud du Massif Central (Cantal, Margeride, Velay...) près de 15 millions d'années après la fin de la sédimentation oligocène. Cet épisode majeur E3 présente deux pics d'activité : E3^A de 9 à 6,5 Ma uniquement dans le sud, E3^B de 3,5 à 0,5 Ma tant dans le sud que dans le nord de la province. Les épisodes de magmatisme volcanique E1 et E2 seraient associés à un rifting passif depuis l'Éocène supérieur jusqu'au Miocène inférieur, sans soulèvement notable. Par contre, l'épisode majeur est rapporté à un rifting actif, avec deux pics de soulèvement. Dans la discussion générale du modèle à l'échelle de la plaque européenne (Merle et Michon, 2001), il est proposé de résoudre le paradoxe du passage d'un rifting passif à un rifting actif par la prise en considération de la formation de la profonde racine alpine, supposant de notables transferts de matière. L'examen par sismique et tomographie sismique de la croûte et de la limite lithosphère-asthénosphère dans le Massif Central révèle que depuis 10 millions d'années, le manteau lithosphérique a subi un fort amincissement, l'épaisseur de la croûte étant quasi-normale (voir aussi Barruol *et al.*, 2002, 2004). D'où la proposition de relier la première phase de surrection, vers 10 – 5,5 Ma (Miocène supérieur), à une érosion thermique de la base de la lithosphère, responsable du soulèvement isostatique et du pic d'activité magmatique E3^A ; de relier la deuxième phase de surrection, à partir de 3 – 3,5 Ma (Pliocène supérieur), à un épisode d'érosion thermique plus diffus, réparti du nord au sud, expliquant la seconde période de soulèvement isostatique et le pic d'activité magmatique E3^B (Michon et Merle, 2001).

Malgré de nombreuses inconnues, et aussi sous réserve que la plaque européenne est à nouveau sous contrainte compressive proche de N – S à NW – SE depuis un laps de temps difficile à préciser dans le Plio-Quaternaire (Grellet *et al.*, 1993. Lucente *et al.*, 2006), le modèle de Merle et Michon est en bon accord avec nos observations de terrain. La trame morphogénique proposée (Giusti, 2002) insiste sur l'amplification du soulèvement et de l'incision depuis le Miocène supérieur inclus, divers arguments étant avancés pour voir dans le sud du Massif Central un relief jeune, l'expression géomorphologique d'un processus géodynamique d'activation de marge passive, un exemple de morphogenèse saccadée et accélérée. Au plan de la géomorphologie générale, les données géophysiques et géomorphologiques invitent à reconsidérer tant le paradoxe de Penck que le modèle d'évolution polycyclique.

BIBLIOGRAPHIE¹

- AGUILAR J.-P. *et al.*, 2007. – « Lo Fournas 16-M (Miocène supérieur) et Lo Fournas 16-P (Pliocène moyen), nouvelles localités karstiques à Baixas, Sud de la France. Description et implications géodynamiques ». *Géologie de la France*, 1, 55-62.
- AMBERT P., 1994. – *L'évolution géomorphologique du Languedoc central (Grands Causses méridionaux – Piémont languedocien) depuis le Néogène*. Thèse. Document BRGM, n° 231, Orléans, 210 p., cartes h.-t.
- ASTRE G., 1965. – « Nouvelle découverte d'une mutation ancienne d'*Elephas antiquus*, au viaduc du Vaur (Aveyron) ». *Bulletin de la Société d'Histoire naturelle de Toulouse*, 100, 404-408.

¹ Les travaux postérieurs à 1950 et comportant une importante bibliographie ont été privilégiés. Lorsqu'une publication comprend plus de deux auteurs, seul le nom du premier auteur est indiqué.

- BARBARAND J. *et al.*, 2001. – « Burial and exhumation history of the south-eastern Massif Central (France) constrained by apatite fission-track thermochronology ». *Tectonophysics*, 335, 275-290.
- BARRUOL G., GRANET M., 2002. – « A Tertiary asthenospheric flow beneath the southern French Massif Central indicated by upper mantle seismic anisotropy and related to the west Mediterranean extension ». *Earth Planetary Science Letters*, 202, 31-47.
- BARRUOL G. *et al.*, 2004. – « Mapping upper mantle anisotropy beneath SE France by SKS splitting indicates Neogene asthenospheric flow induced by Apenninic slab roll-back and deflected by the deep Alpine roots ». *Tectonophysics*, 394, 125-138.
- BENEDICTO A. *et al.*, 1999. – « Interaction between faulting, drainage and sedimentation in extensional hangingwall syncline basins: example of les Matelles basin (Gulf of Lion rifted margin, SE France) ». *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Geological Society, London, *Special Publ.*, n° 156, 81-108.
- BIROT P., 1958. – *Morphologie structurale*. PUF, Paris, 2 vol., VII + 464 p.
- BIROT P. *et al.*, 1968. – « Néotectonique sur le versant Nord-Ouest de la Montagne Noire ». *C. R. Académie des Sciences*, Paris, 267, D, 1815-1816.
- BRUNSDEN D., 2001. – « A critical assessment of the sensitivity concept in geomorphology ». *Catena*, 42, 99-123.
- BRUXELLES L., 2003. – *Dépôts et altérites des plateaux du Larzac central : cause de l'Hospitalet et de Campestre (Aveyron, Gard, Hérault). Évolution morphogénétique, conséquences géologiques et implications pour l'aménagement*. Doctorat. Document BRGM, n° 304, Orléans, 1 CD-Rom.
- CALVET M., 1996. – *Morphogénèse d'une montagne méditerranéenne : les Pyrénées orientales*. Thèse. Document BRGM, n° 255, Orléans, 3 tomes, 1 178 p., 290 photo. h.-t., cartes h.-t.
- CAMUS H., 2001. – « Évolution des réseaux hydrographiques au contact Cévennes-Grands Causses méridionaux : conséquences sur l'évaluation de la surrection tectonique ». – *Bulletin de la Société géologique de France*, 172, 549-562.
- CARTE GÉOLOGIQUE DE FRANCE à 1/50 000° : Carmaux (933), Réalmont (959), Revel (1011), Mazamet (1012), St-Chinian (1014).
- CLAUZON G., 1999. – « L'impact des variations eustatiques du bassin de Méditerranée occidentale sur l'orogène alpin depuis 20 Ma ». In : J. Riser (ed.), *La montagne méditerranéenne : paléoenvironnements, morphogénèse, aménagements*. Aix-en-Provence, *Études de Géographie Physique*, 28, 33-40.
- COULET E., 1975. – *Morphologie des plaines et garrigues du Languedoc méditerranéen entre leurs marges roussillonnaises et rhodaniennes et leur environnement montagnard*. Thèse. Honoré Champion, Paris, 1978, 3 tomes, 2 048 p., 177 fig.
- DEFIVE E. *et al.*, 2007. – « L'évolution géomorphologique néogène de la haute vallée de la Loire, comparée à celle de l'Allier ». In : *Du continent au bassin-versant, théories et pratiques en géographie physique – Hommage au Professeur Alain Godard*. PUBP, Clermont-Ferrand, 469-484.
- DE GOËR DE HERVE A., LAGEAT Y., 2007. – « La capture de la proto-Truyère (Massif Central français) ». In : *Du continent au bassin-versant...* PUBP, Clermont-Ferrand, 109-119.
- DEMANGEON P., 1959. – *Contribution à l'étude de la sédimentation détritique dans le Bas-Languedoc pendant l'ère tertiaire*. Causse, Graille et Castelnau, Montpellier, 397 p., 97 fig., 45 pl. photo., cartes h.-t.
- DE MARTONNE E., 1933. – « Abrupts de faille et captures récentes. La Serra do Mar de Santos et l'Espinouse ». *Bulletin de l'Association de Géographes français*, 94, 138-145.
- DURANTHON F., 1991. – « Biozonation des molasses continentales oligo-miocènes de la région toulousaine par l'étude des mammifères. Apports à la connaissance du bassin d'Aquitaine (France) ». *C. R. Académie des Sciences*, Paris, 313, II, 965-970.
- ENJALBERT H., 1952. – « Les plateaux et les gorges du Viaur. Étude géomorphologique ». *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 23, 118-141, et 265-301.
- ETIENNE R., LE GRIEL A., 1997. – « L'évolution des cortèges de minéraux lourds des alluvions néogènes et quaternaires du bassin de l'Allier ; ses rapports avec les grandes étapes de la géodynamique du Massif Central ». *Geodinamica Acta*, 10, 2, 59-69.
- FAUQUETTE S. *et al.*, 2006. – « How much did climate force the Messinian salinity crisis? Quantified climatic conditions pollen records in the Mediterranean region ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 238, 281-301.
- FREYTET P., 1970. – *Les dépôts continentaux et marins du Crétacé supérieur et des couches de passage à l'Éocène en Languedoc*. Thèse, Orsay, 490 p.
- GASTAUD J. *et al.*, 1983. – « Les systèmes filoniens des Causses et du Bas Languedoc (Sud de la France) : géochronologie, relations avec les paléo-contraintes ». *Bulletin de la Société géologique de France*, 7, 25, 737-746.
- GAUTIER F. *et al.*, 1994. – Âge et durée de la crise de salinité messinienne. *C.R. Académie des Sciences*, Paris, 318, II, 1103-1109.
- GIUSTI C., 2002 – *Le Sud du Massif Central (France). Implications morphogénétiques de l'activation d'une marge passive. Approche épistémologique et naturaliste*. Doctorat, Université de Perpignan, 2 vol., 563 p.
- GRELLET B. *et al.*, 1993. – « Sismotectonique de la France métropolitaine dans son cadre géologique et géophysique ». *Mémoire de la Société géologique de France*, 164 ; vol. 1, 76 p. ; vol. 2, 24 pl.
- GUENOC P. *et al.*, 2000. – « Histoire géologique du golfe du Lion et cartographie du rift oligo-aquitainien et de la surface messinienne ». *Géologie de la France*, 67-97, 2 cartes h.-t. en couleurs.
- HUGGETT R.J., 2003. – *Fundamentals of Geomorphology*. Routledge, London, 386 p.
- KLEIN C., 1990. – *L'évolution géomorphologique de l'Europe hercynienne occidentale et centrale. Aspects régionaux et essai de synthèse*. Éditions du CNRS, Paris, *Mémoires et Documents de Géographie*, NS, 178 p. et annexes.
- KRIJGSMAN W. *et al.*, 1999. – « Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis ». *Nature*, 652-655.
- LARUE J.-P., 2004. – « Évolution tectonique et morphodynamique de la bordure sud du Massif Central, entre la Cesse et l'Hérault (France) ». *Bulletin de la Société géologique de France*, 175, 547-560.

- LEGENBRE S., 1989. – « Les communautés de mammifères du Paléogène (Éocène supérieur et Oligocène) d'Europe occidentale : structures, milieux et évolution ». *Münchner geowiss. Abh.*, (A), 16, 1-110.
- LE GRIEL A., 1990 – *L'évolution géomorphologique du Massif Central français. Essai sur la genèse d'un relief*. Thèse, Saint-Étienne, 3 tomes, 659 p.
- LUCENTE P.F. *et al.*, 2006. – « Seismic anisotropy reveals the long route of the slab through the western-central Mediterranean mantle ». *Earth Planetary Science Letters*, 241, 517-529.
- MAERTEN L., SÉRANNE M., 1995. « Extensional tectonics of the Oligo-Miocene Hérault Basin (S France), Gulf of Lion margin ». *Bulletin de la Société géologique de France*, 166, 739-749.
- MERLE O., MICHON L., 2001. – « The formation of the West European rift: a new model as exemplified by the Massif Central area ». *Bulletin de la Société géologique de France*, 172, 213-221.
- MICHON L., MERLE O., 2001. – « The evolution of the Massif Central rift: spatio-temporal distribution of the volcanism ». *Bulletin de la Société géologique de France*, 172, 201-211.
- MOULINE M.P., 1989. – *Sédimentation continentale en zone cratonique : le Castrais et l'Albigeois au Tertiaire*. Thèse, Université de Bordeaux III, 2 vol., 878 p. + CLVIII p. d'annexes.
- NIKISHIN A.M. *et al.*, 1997. – « Northern Peri-Tethyan Cenozoic intraplate deformations: influence of the Tethyan collision belt on the Eurasian continent from Paris to Tian-Shan ». *C. R. Académie des Sciences*, Paris, 324, IIa, 49-57.
- SANCHIS E., SÉRANNE M., 2000. – « Structural style and tectonic evolution of a polyphase extensional basin of the Gulf of Lion passive margin : the Tertiary Alès basin, southern France ». *Tectonophysics*, 322, 219-242.
- SÉRANNE M., 1999. – « The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS : an overview ». *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. Geological Society, London, Special Publ.*, n° 156, 15-36.
- SÉRANNE M. *et al.*, 2002. – « Surrection et érosion polyphasées de la bordure cévenole. Un exemple de morphogenèse lente ». *Bulletin de la Société géologique de France*, 173, 93-112.
- SUDRE J. *et al.*, 1992. – « La biochronologie mammalienne du Paléogène au Nord et au Sud des Pyrénées : état de la question ». *C. R. Académie des Sciences*, Paris, 314, II, 631-636.
- WEBER C. *et al.*, 1980. – « Image géophysique de la France ». In : A. Autran & J. Dercourt (coord.), *Évolutions géologiques de la France*. 26^e Congrès géologique Internat., Paris, Colloque C 7. *Mémoire BRGM*, 107, 25-50.

* * *